Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Das Grazer Hügelland. Ein Überblick über seine geomorphologische Entwicklung

Von

Johann Sölch

(Vorgelegt in der Sitzung am 9. Juni 1921)

Das Gesichtsfeld von Graz wird im W durch einen NS streichenden, langgestreckten Höhenzug begrenzt. Ziemlich schroff zum Murtale abfallend und größtenteils bewaldet, erreicht er, unter dem Namen Plabutsch gegen sein Nordende hin allmählich ansteigend, im Fürstenstand (früher Bauernkogel geheißen) 764 *m*. Ungefähr in der Mitte wird er durch zwei tiefere Sättel unterbrochen, den Thaler Sattel (»Beim Hergott auf der Wies«, 528 *m*) und den Wetzelsdorfer Paß (fast 500 *m*).[1] Zwischen ihnen erhebt sich mit prächtiger Kogelform der Kollerberg (630 *m*). N vom Thaler Paß stellt der Gaisberg (646, beziehungsweise 652 *m*) die Verbindung mit dem Plabutsch her, ist aber von dessen südlichem Teile, dem Mühlberg, noch durch einen flachen Sattel (622 *m*) geschieden. S vom Wetzelsdorfer Paß hinwiederum gewinnt der Kamm nicht sofort wieder die gleiche Höhe wie im N, sondern erst in 2 *km* Entfernung steigt er im (Grazer) Buchkogel noch einmal auf 659 *m* empor. Buchkogel und Plabutsch sind also die beiden etwas erhöhten Enden des Zuges. Nach ihnen bezeichnen wir ihn als den Plabutsch-Buchkogelzug. Von beiden genießt man eine prächtige Rundsicht über die mittlere Steiermark. Sie soll uns mit der allgemeinen Oberflächenformung der Grazer Landschaft vertraut machen.

Diese stellt sich uns als ein Hügel- und Plattenland dar, ausgebreitet zu beiden Seiten des Kammes, auf dem wir stehen, und umschlossen im weiten Halbrund von NO über N und W bis

---

[1] Die Namen für die beiden Pässe führe ich der Kürze halber ein. Schreibung Thal nach der Spez.-Karte 1 : 75.000. Deren Blätter (zumal 17. XII. Köflach-Voitsberg und 17. XIII. Graz) sowie die einschlägigen Blätter der Orig.-Aufn. 1 : 25.000 sind in der Folge fortlaufend zu vergleichen.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

gegen S vom Steirischen Randgebirge.[1] Seiner Formung nach ist das Hügelland eine Einheit, soweit das Auge absehen kann: von dem gut ausgeprägten Abfall der Rahmenerhebung angefangen bis zur Wasserscheide zwischen Raab und Mur im O und, wie man sich leicht überzeugen kann, über diese hinaus bis gegen die ungarische Grenze hin. Wir nennen den westlichen Teil das Grazer Hügelland und ordnen ihm das Oststeirische Hügelland östlich der Raab bei. Deren Tal eignet sich hier verhältnismäßig gut zur Abgrenzung zweier Erhebungsgruppen. Denn als ein breites, hellgrünes Band bietet es sich dem Blick des Beschauers dar, der z. B. vom Schöckel her, jener weitesten Auslug gewährenden Landmarke der Grazer Kalkberge, in die Niederung hinabblickt. Die Hügelwellen beiderseits sind reicher an Farben: dunkelgrüne bis schwärzliche Waldbestände, hellgrüne Wiesen, gelbe Felder, weißschimmernde Häuser und Gehöfte, rote Dächer, all dies mischt sich in der schönen Jahreszeit zu einem bunten Mosaik durcheinander; und selbst im Winter, wenn Schnee die Landschaft zudeckt, herrscht in ihrem Bereich mehr Abwechslung der Eindrücke als in der breiten Aue des Raabtales, die dann als weißer Streifen die düster dreinschauenden Waldhügelwellen durchzieht.

Eine ähnliche solche Tiefenlinie wie die Raab im O schuf die Kainach im W. Sie wählen wir zur Westgrenze des Hügellandes von Graz, bemerken aber gleich, daß sich ganz ähnliche Formen auch südlich vom Kainachtal fortsetzen bis in den Bereich der Sulm und Saggau. Dieser südwestliche Teil sei nach dem ziemlich in der Mitte gelegenen und in der Geologie des Gebietes schon längst bekannten Marktflecken das Florianer Hügelland genannt. Östlich der Mur streicht keine gleichwertige Furche durch die Plattenzüge. Eine Südgrenze ist hier infolgedessen nur schwer zu ziehen; aber am ehesten noch kommt wohl dafür das Stiefingtal in Betracht. Denn es mündet fast gleichzeitig mit dem Kainachtal in das Murtal aus, während sich sein Quellgebiet verzahnt mit dem letzten durch seine Richtung (gegen ONO) noch für die Abgrenzung verwendbaren Seitental der Raab, dem Laßnitztal. Das Stiefingtal ist ferner in der Gegend das erste unter den linken Seitentälern der Mur, das nach S gestreckt ist. Gegen O folgt dann deren eine ganze Reihe. »Deutsches Grabenland« heißt die Landschaft im Gegensatz zu den Windischen Büheln südlich der Mur. Grazer und Florianer Hügelland, Windische Bühel, Deutsches Grabenland und Oststeirisches Hügelland machen in ihrer Gesamtheit das Hügelland des Mittelsteirischen Beckens aus.[2]

[1] Diesen Namen hat, wenn ich mich recht erinnere, Penck gelegentlich in einer Vorlesung gebraucht. In die Literatur eingeführt ist er seit meinem »Beitrag zur Geomorphologie des Steir. R.«, Vh. 18. D. G. T. Innsbruck 1912, p. 218.

[2] N. Krebs (Länderkunde der österr. Alpen. Stuttg. 1913) spricht (p. 379) von Mittel- oder Oststeiermark und nennt das ganze Hügelland innerhalb des Rand-

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Im folgenden befassen wir uns im allgemeinen mit der Formung nur des Grazer Hügellandes. Doch werden wir wiederholt auch in die angrenzenden Landschaften blicken müssen, um zu besserem Verständnis des Gesamtgebietes zu gelangen.

Das Mittelsteirische Becken ist ein buchtartiger Ausläufer der großen Pannonischen Niederung, ein Senkenraum neben einem Gebirgshochland. Das Alter der Senke reicht jedenfalls weit in der Erdgeschichte zurück. Denn schon in jungkretazischer Zeit bestand hier ein Aufschüttungsgebiet, in welches das benachbarte, schon vorgebildete Randgebirge seine Zerstörungsstoffe hineinwerfen ließ. In der Folge an jüngeren, aber sicher noch vormiozänen Brüchen versenkt, blieben große Teile der damals abgelagerten Schotter und Sande, Tone, Mergel und Kalke als »Kainacher Gosau« bis auf den heutigen Tag erhalten.[1] Aus dem Alttertiär sind dagegen bisher innerhalb des Mittelsteirischen Beckens nirgends irgendwelche Gebilde nachgewiesen worden. Auch dem Randgebirge fehlen sie völlig, ausgenommen dessen letzte Ausläufer im NO und S: hier sind im Poßruck spärlichste Eozänspuren festgestellt worden,[2] dort ermittelte man solche ebenfalls nur in ziemlich unbedeutenden Resten bei Kirchberg am Wechsel.[3] Es ist unwahrscheinlich, daß das Randgebirge ehemals unter einer auch nur unbedeutenden Decke von Sedimenten begraben gewesen wäre. Irgendwelche Anzeichen hätte die fortgesetzte geologische Durchforschung der jüngsten Zeit sonst unbedingt auffinden müssen. Das Randgebirge war vielmehr durch die ganze ältere Tertiärperiode hindurch Zerstörungsland. Erst viel weiter im O und S lag das dazugehörige Auftragsgebiet. Allein auch der Bereich des heutigen Mittelsteirischen Beckens war damals, im Alttertiär, anscheinend der Abtragung preisgegeben; denn nirgends haben sich vorläufig in ihm zwischen den krystallinen und paläozoischen Gesteinen seines Untergrundes und den jungtertiären Einschüttungen paläogene Ablagerungen ermitteln lassen, weder in den natürlichen

---

gebirgsrahmens das »Oststeirische Hügelland«. Aber wir sehen keinen Anlaß, von der Gepflogenheit der einheimischen Bevölkerung abzugehen, für die über die Begriffe West- und Oststeiermark die Lage der Hauptstadt Graz entscheidet. Voitsberg z. B. ins Oststeirische Hügelland versetzt zu sehen, ist von diesem Standpunkt aus unerträglich.

[1] Schmidt W., Die Kreidebildungen der Kainach. J. Geol. R. A. Wien, 1911.

[2] R. Jaeger fand im ältermiozänen Eibiswalder Konglomerat bei Leutschach (Hoheneck am Montehügel) Gerölle mit Nummuliten. Sie dürften aus der nächsten Nähe stammen. Über ein Eozängerölle in den Miozänschichten usw. Vh. Geol. R. A. Wien, 1913. Vgl. auch ders., Foraminiferen usw., ebd. 1914.

[3] Vgl., abgesehen von den älteren Mitteilungen F. Toulas im J. Geol. R. A. Wien, 1879, vor allem H. Mohr, Zur Tektonik der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel in Niederösterreich. M. Geol. Ges. Wien, 1910, p. 201 ff.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Auslässen der Talgehänge noch aus Bohrproben noch in den Auswürfen der jüngeren oststeirischen Vulkane um Gleichenberg.

Mit Beginn des Miozäns treten wesentliche Veränderungen ein. Der Ablagerungsraum der Pannonischen Niederung vergrößert sich auf Kosten des Abtragungsraumes beträchtlich gegen W: Das Mittelsteirische Becken wird ihm angegliedert. Die Ursache hiefür waren tektonische Vorgänge, wobei Brüche entstanden. Ob an ihnen das Mittelsteirische Becken in die Tiefe sank oder das Randgebirge emporstieg oder ob beide Vorgänge neben- und miteinander wirkten, bleibe zunächst noch unentschieden.[1] Für jetzt genügt es, die Tatsache zu betonen, daß bereits damals der Abfall des Randgebirges nach Umriß und Aufriß im wesentlichen in seiner heutigen Form festgelegt wurde und von nun an die heutige Mittelsteiermark, aus einer in Zertalung begriffenen Berglandschaft umgewandelt in eine bald der Zuschüttung, bald sogar der Überflutung durch das Meer verfallene Senke, in eine höchst wechselvolle Geschichte eintrat. Sie ist keineswegs mehr leicht aus den Formen und dem Aufbau des Bodens zu entziffern.

Der Abfall des Randgebirges ist als eine Stufe entwickelt, die sich besonders scharf, nämlich unvermittelter, höher und steiler, über das Florianer und den innersten Winkel des westlichen Grazer Hügellandes erhebt, weniger hoch und mehr allmählich über das selbst so mannigfach abgestufte Hügelland östlich der Mur, das mehrfach selbst bis zur Höhe einer breiteren, simsartigen Vorstufe des Gebirges heranreicht. Er macht einen ganz jugendlichen Eindruck. Auf längere Strecken hin ist er nur von kürzeren, tief eingerissenen, schluchtartigen Gräben zerschnitten, die sich mit steilem Gefälle zum Vorlande hinaussenken. Kleinere und selbst größere Stufen, über welche die Wässer und Wässerlein in Form von Kaskaden und höheren Wasserfällen herabstürzen, sind in ihnen nichts Seltenes. Nur wenig gegliederte Fazetten kehrt der Abfall zwischen den Ausmündungen dieser Schmalkerben gegen das Vorland. Am besten sind solche Erscheinungen dort zu sehen, wo Kalkberge dessen unmittelbare Umrahmung bilden. Ja selbst größere Flußläufe, wie Raab und Weizbach, haben zwar ihr Bett tief in den Abfall eingefressen, aber ihre Durchgangsschluchten trotz aller Kraft noch nicht zu flacherhängigen Sohlentälern verbreitern können. Vollends im W und SW haben sich auch die im Innern des Randgebirges wurzelnden Flüsse bisher nur enge, steilwandige Täler geschaffen, sohlenlos oder höchstens örtlich schmalsohlig, so die beiden Laßnitz, die beiden Sulm, aber auch weiter nördlich die Bäche der Gegend von Voitsberg.[2] Eigentlich macht hier im

---

[1] Wir halten es für das Wahrscheinlichste, daß beide Arten von Bewegungen miteinander eng verbunden waren. Vgl. u. p. 276.

[2] Vgl. Sölch J., Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des Steirischen Randgebirges. Forsch. deutsch. L. Vk. XXI. 4. 1917, p. 464.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

weiten Bogen des Mittelsteirischen Beckens bloß ein einziger Fluß eine Ausnahme, die Mur.[1] Sie allein durchbricht das Randgebirge seiner ganzen Breite nach in einem wirklichen Sohlental; indes auch dieses verengt sich dort, wo es von trotzigerem Gestein übersetzt wird, zu schmalen Einschnitten. Also bloß der größte der Flüsse ist in der Talbildung soweit fortgeschritten, daß seine Ausmündung als breitere Pforte erscheint. Aber wenn nicht alles trügt, sind an deren Entstehung letzten Endes doch auch wieder tektonische Kräfte mitbeteiligt gewesen: die Buchten von Rain und Gratkorn sind Ausläufer des Mittelsteirischen Beckens, die spitzwinkelig den Umriß des Abfalls zähnen, ganz ähnlich wie ihn im Bereiche der Feistritz und der Pöllauer Safen Buchten gliedern, die, mit größerer Breite gegen die Niederung geöffnet und noch erfüllt von deren Gehügel, gebirgswärts in schmälere Spitzen auslaufen.

Im ganzen genommen, weist demnach der Abfall des Randgebirges gegen das Mittelsteirische Becken entschieden jugendliche Züge auf. Das ist um so merkwürdiger, wenn er wirklich, wenigstens in seiner ersten Anlage, altmiozän, also verhältnismäßig alt ist. Es gilt somit erstens diese Behauptung zu erweisen und zweitens jene Tatsache zu erklären.

Den unteren Teil der Becken-, beziehungsweise Buchtenfüllung bilden vor allem Schiefertone, bläuliche oder grünliche Tegel, die stellenweise sandig sind oder überhaupt von Sanden vertreten werden. Nur örtlich verbinden sich mit ihnen Süßwasserkalke und Kalkmergel aufs engste. Wirtschaftlich wertvoll und geologisch bedeutsam werden aber alle diese einem einheitlichen Ablagerungsverband angehörigen Absätze durch die Einschaltung von Braunkohlenflözen. Eben deren Untersuchung hat ja das meiste zur Altersbestimmung des ganzen Gebildes beigetragen. Innerhalb des Grazer Hügellandes sind zwei Vorkommnisse vor allen anderen wichtig, einmal das von Voitsberg-Köflach-Lankowitz und zweitens das (schon viel kleinere) von Rein-Hörgas. Jenes lieferte eine ziemlich beträchtliche Anzahl von Säugerresten, nach denen seine Entstehung bis ins untere Mittelmiozän, wenn nicht überhaupt ins Untermiozän zurückreichen würde; die Süßwasserkalke von Rein hingegen eine Konchylienfauna, die im allgemeinen, wenngleich unter den Fachmännern noch Meinungsverschiedenheiten bestehen, ebenfalls auf älteres Miozän hinweist.[2] Unseres Erachtens

---

[1] Weiter im Süden zeigt selbst das Tal der Drau ein auffallend jugendliches Gepräge.

[2] Über das Alter der steirischen Braunkohlen vgl. besonders Hilber V., Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. J. Geol. R. A., Wien, 1893; ders., Das Alter der steirischen Braunkohlen. M. Geol. Ges., Wien, 1908; sowie Hoernes R., Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien u. Leipzig, 1903, p. 950ff. usw.; zuletzt Granigg B., Mitteilungen über die steiermärkischen Kohlenvorkommen am Ostfuß der Alpen. Öst. Z. Berg. Hüttwes., 1910.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

dürften nämlich doch diejenigen Recht behalten, die, wie in neuerer Zeit Hilber und Dreger, allen den kohleführenden Schichten am Außensaum des Randgebirges von Eibiswald-Wies angefangen bis hinüber an dessen Nordostende gleiches Alter zuschreiben möchten.

Die Ablagerungen jener fernen Zeit sind in der Folge keinen lebhafteren, stärkeren Störungen unterworfen worden; schwächere haben freilich nicht gänzlich gefehlt. Beachtenswert ist es in dieser Hinsicht auch, daß sich die Ablagerungen in der Richtung gegen die Niederung zu allmählich senken und dabei überdies auffallend mächtig werden. Die Süßwasserkalke unfern dem Rande des Gebirges reichen nämlich bis zu 500 *m* Meereshöhe empor, weiter im S gleichalterige Tegel nur mehr auf 400 bis 450 *m*; an der Westseite des Plabutsch-Buchkogelzuges stehen solche in etwa 400 *m* Höhe an, weiter südlich oberhalb Doblbad in 350 bis 360 *m*. In dieser Gegend erwies ein 345 *m* tiefes Bohrloch eine erstaunliche Mächtigkeit des Gebildes;[1] ein anderes ergab unter einer 57 *m* mächtigen Schotterschicht eine 175 *m* mächtige Auftragung von Tonen, darunter 4·8 *m* mächtige Kohle und dann nochmals Tone.[2] Hier reichen die älteren Tegel und Tone also nicht mehr an die heutige Oberfläche empor. Doch dürfte dies nicht ausschließlich auf Absenkungen, die zum Teil noch während des Absatzes, zum Teil später eintraten, zurückzuführen sein. Denn auch in diesen südlicheren Strichen steigen gleichalterige Ablagerungen — am Holzberg östlich in bezeichnender Verbindung mit Kalken — wieder auf 480 *m*, ja sogar auf mehr als 500 *m* empor. Diese Ungleichmäßigkeiten möchten wir zum Teil auf spätere Landzerstörung, verursacht durch Zertalungsvorgänge, zurückführen.

Wenn nun aber diese ältermiozänen Absätze auch am Gebirgsrand keine Spuren stärkerer tektonischer Einwirkung zeigen, keine größeren Verwürfe, keine Aufrichtungen, keine Faltungen, so liegen sie offenbar auch heute noch so, wie sie einstmals gebildet wurden, ferngelagert an den Gebirgsabfall, eingreifend in einzelne Buchten desselben, die erst kurz vorher entstanden waren. An den Beginn des Miozäns ist somit dessen Entstehung zu stellen. Die Veränderungen, die ihn später noch trafen, bestanden nicht so sehr in örtlichen tektonischen Umgestaltungen, als vielmehr in weiträumigen Verkrümmungen. Speziell als Einmuldungen kamen solche auch im Bereiche des Beckens zur Erscheinung.

Die Ablagerungen selbst sind Süßwasserschichten. Sie können sich nur in seichten stehenden Gewässern gebildet haben. An langsam fließende Gewässer zu denken, ist hier wohl von vornherein ausgeschlossen, angesichts des Steilabfalls des Gebirges, dessen Wasserläufe im Gegenteil gröberes Material in die Niederung hätten hineinschütten müssen. Nur in einem Süßwassersee also können

[1] Granigg, a. a. O., p. 48.

[2] Hilber, Tertiärgebiet, p. 313.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

sich die Tegel und Kalke abgesetzt haben und sein Spiegel mußte wenigstens zu der Zeit, wo sich deren oberste Lagen niederschlugen, in mehr als 500 *m* Höhe liegen. In dieser Höhe haben wir heute nirgends mehr einen Gegendamm in der Nachbarschaft. Allein auch die Buchten am Saume des Randgebirges waren bereits breit geöffnet und verbunden mit dem Hauptteil des Mittelsteirischen Beckens, das seinerseits schon damals ein Ausläufer der Pannonischen Niederung war. Mögen auch die Auslässe aus jenen Buchtwinkeln in das eigentliche Becken durch spätere Senkungsvorgänge noch erweitert worden sein, so ist doch schon für jene frühe Zeit ein zusammenhängender Spiegel innerhalb des ganzen Beckens das Wahrscheinlichste. Jedenfalls unterbrachen keine Felsschwellen lückenlos den Austausch der Gewässer; möglich nur, daß Teile der Buchten durch Sand- oder Kiesbänke abgeschnürt waren von dem Hauptsee.

Dort, wo Täler mit lebhaft strömenden, einen Abfall zerschneidenden Flüssen ein Vorland erreichen oder in einen See münden, ist Aufschüttung die Regel, sei es in der Form trockener Schotterkegel oder Schotterfächer, sei es in der Form von Deltas. Man ist überrascht, längs des weststeirischen Beckenrandes so wenig davon wahrzunehmen. Aber wo sie sich finden, sind sie als Blockschotter entwickelt, deren Gerölle wiederholt ganz unglaubliche Größe erreichen, vereinzelt selbst die kleiner Häuschen, häufiger Durchmesser von 1 bis 2 *m* in der Länge, 0·5 bis 1 *m* in der Breite, 0·3—0·5 *m* in der Höhe. Vielleicht am großartigsten ist dieses Blockphänomen in der Eibiswalder Bucht und nordwärts von ihr bis in die Gegend von Deutsch-Landsberg, natürlich nicht ununterbrochen. Aber eine größere Lücke zeigt doch erst der Saum auf der Linie Deutsch-Landsberg—Ligist—Köflach und von hier weiter gegen NO. In der Bucht von Gratkorn trifft man dagegen neuerdings auf grobe Gerölle. Dann vermißt man sie auf der ganzen Strecke bis Hartberg, ja Friedberg, wo das sogenannte »Sinnersdorfer Konglomerat« ein prächtiges Gegenstück zu den Eibiswalder »Radlkonglomeraten« ist.[1] Allein damit ist die Verbreitung der Blockschotter noch nicht erschöpft: an der Westseite des Kulm, gegen Weiz hin, liegen solche vor der breiten Öffnung des Feistritztales in großer Tiefe, versenkt unter eine mächtige Decke jüngerer Ablagerungen.[2] So schrumpft bei genauerer Betrachtung der Raum,

---

[1] Auch über dieses hat sich, abgesehen von den älteren Mitteilungen Hofmann's und Hilber's, besonders H. Mohr eingehend geäußert. Vgl. dessen ersten Bericht über die Verfolgung der geol. Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn, insbesondere im Großen Hartbergtunnel. Anz. Ak. Wiss. Wien, 1909, p. 391 ff.

[2] Vgl. die bemerkenswerte Angabe bei Granigg, a. a. O., p. 51: In der Mitte der Mulde zwischen Raasberg und (Weizer) Kulm wurde in nicht ganz 440 *m* Mh. ein Bohrloch abgestoßen. In einer Bohrtiefe von 306 bis 363·4 *m* wechselten Lettenlagen mit Glimmerschiefergeröllen, die bis zu 2 *m* Durchmesser erreichten, sicheren Grundgebirgsschottern. Ebenso wechselten in einem 366·5 *m* tiefen Bohrloch bei Etzersdorf von 209 bis 366·5 *m* Bt. wiederum die Glimmerschieferschotter mit einem

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

wo fluviale Einschüttungen aus jener Zeit am Beckenrand fehlen, doch recht erheblich zusammen, und wir haben tatsächlich vor den Austrittsstellen der Hauptflüsse fast immer deutliche Auftragsgebiete. Wenn aber solche Ablagerungen in anderen Gegenden, wo man sie erwarten sollte, wirklich fehlen, so sind verschiedene Erklärungen möglich: entweder können sie in die Tiefe versunken sein, ähnlich wie vor dem Feistritztal, wo ja erst neuere Bohrversuche auf Braunkohlen ihr Vorhandensein erwiesen, oder sie können späterer Ausräumung zum Opfer gefallen sein, wie ja sicher in der Gratkorner Bucht die ursprünglichen Bestände stark vermindert worden sind; oder endlich, es ist dortselbst in der Tat damals nicht abgelagert worden. Das scheint zwischen der Laßnitz und Gratkorn der Fall gewesen zu sein und dann wieder am Gebirgsfuße nordöstlich von Graz. Hier ist ja die Talvertiefung auch heute noch weit zurück; auch dort ist der Abfall verhältnismäßig wenig zerschnitten, größere Schotterkegel sind also nicht zu erwarten. Am ehesten würde man der Kainach und ihren Zuflüssen in der Köflach-Voitsberger Bucht lebhaftere Tiefennagung im Gebirge und dementsprechend stärkere Aufschüttung an dessen Saume zutrauen. Daß diese gleichwohl fehlt, dafür wüßten wir vorderhand kaum eine andere Erklärung als die, daß damals die Flußläufe in der westlichen Mittelsteiermark zum Teil anders gerichtet waren als heute. Wer weiß, ob speziell die Gegend der heutigen Bucht von Köflach von größeren Flüssen erreicht wurde. Kleinere Bachläufe aber stürzten über den Abfall, als er sich gerade erst frisch gebildet hatte, vermutlich in Wasserfällen herab, zumal, wenn er sich rasch, vollends, wenn er sich plötzlich entwickelte. Oben hinwiederum flossen sie bis an den Rand der Stufe in ihren alten, breiten Tälern heran, ohne in diese einzuschneiden; dort konnten sie sich folglich auch nicht mit Geröllen beladen, ebensowenig wie beim Sturz über die obere Abfallskante. Deshalb fehlt es vor ihren Ausmündungen in die Bucht an größeren, gut erkennbaren Geröllablagerungen.

Wo die Beschaffenheit des Gesteins der Verkittung günstig war, haben sich Kittschuttmassen gebildet und bis auf den heutigen Tag erhalten, so besonders die »Breccie von Rein«, die einst als Schutthalde am Hang von Kalken und Kalkschiefern emporwuchs.[1] Kalkwände lieferten auch an anderen Stellen nicht bloß reicheren, festeren Schutt, sondern auch das bindende Mittel. Am Fuße kristalliner Hänge sind die alten Schutthalden viel schwerer zu erkennen und überhaupt, da sie nicht verkittet wurden, später durch

lehmigen Bindemittel. A. Winkler hat diese Tatsache weder in seinen so wertvollen und anregenden Studien »Über die jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen«, M. Geol. Ges. Wien, 1914, p. 256ff., noch in seinen »Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs«, J. Geol. R. A. 1913, erwähnt.

[1] Über die Breccie von Rein vgl. neben den älteren Angaben von Peters, Stur u. a. besonders Hilber, Tertiärgeb., p. 307.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Verwitterung, Abbröckeln, Abrutschen viel stärker zerstört worden. Seither haben sie seinerzeit entlang den Gebirgsabfall eine viel größere Verbreitung gehabt, als sich gegenwärtig noch nachweisen läßt.

So ergibt sich aus allen diesen Feststellungen die Richtigkeit unserer Behauptung, daß der Abfall des Gebirges in der Hauptsache schon ausgebildet war, als der ältermiozäne Seespiegel an ihn herantrat, in ihn eindrang.

Woher dann aber die Jugendlichkeit seiner Formen, seine gute Erhaltung? Sie ist nur verständlich unter der Voraussetzung, daß der Abfall während langer Abschnitte der seit dem älteren Miozän verstrichenen Zeit von keinerlei Zerstörungsvorgängen betroffen wurde, vor allem, daß die Erosionskraft der Flüsse erlahmt war. Wäre er seit damals ununterbrochen der Talbildung und ihren Auswirkungen preisgegeben gewesen, so hätte er sich bestimmt nicht so frisch erhalten, obwohl man auch dann noch keineswegs starke Talvertiefungen, Rückwärtsverlängerungen, Flußverebnungen erwarten dürfte. Davor muß schon der Vergleich mit den Abfällen anderer Gebirge warnen, die ungefähr gleich alt und gleich gebaut sind. Immerhin ist die Erhaltung der jugendlichen Formen ganz besonders in Zusammenhang zu bringen mit einer außerordentlich weitgehenden Verschüttung, durch welche die normale Zersägung des Abfalls für geraume Frist unterbrochen wurde. So umfänglich und mächtig war die Verschüttung, daß sie nicht bloß das Vorland, das inzwischen in den Bereich der Zerschneidung einbezogen worden war und ein Hügelrelief erhalten hatte, von neuem unter sich begrub, sondern auch langhin über den Rand des Abfalls empor- und in die Talmündungen hineinwuchs. Ausläufer des Gebirges, die sich zur Zeit des ältermiozänen Süßwassersees als Inseln über dessen Spiegel erhoben hatten, verschwanden nun unter einer dicken Schotterdecke, kaum daß z. B. der Plabutsch-Buchkogelzug mit seinem Haupte aus ihr herausschaute. Wir finden die mächtigsten Lagen dieser Schotterdecke einmal im westlichen Grazer Hügelland, dann östlich der Mur, angefangen von der Gratkorner Bucht hinab bis fast zur Südgrenze und hinüber zur Ostgrenze des östlichen Hügellandes. Hundertfältiger Beobachtung zeigt sie immer wieder ein ganz besonders auffälliges Merkmal: einen außerordentlichen Reichtum an Quarzschottern und zahlreiche Geschiebe eines schwarzen Kieselschiefers. Zu ihnen gesellt sich vorwiegend kristallinisches Material, das meistens stark verwittert ist; scheinbar ist es in den tieferen Schichten stärker vertreten als in den höheren. Kalke, selten über Faustgröße, gewöhnlich nur bis hühnereigroß, stellen sich zahlreicher nur um die Mur-Raab-Wasserscheide ein: sie entstammen hauptsächlich den Schöckelkalken der Grazer Kalkberge.[1]

[1] Über die Herkunft der Quarzschotter siehe unten. Das Herkunftsgebiet der Kieselschiefergerölle ist meines Wissens noch nicht ermittelt (vgl. p. 283, Anm.). Die

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Dieses Schottergebilde nun stellt uns vor eine ganze Reihe inhaltsschwerer Fragen; die wichtigsten davon sind die nach den Ursachen seiner Entstehung und nach seinem Alter. In beiden Beziehungen gibt ihre Verbreitung nach Höhe und in der Situation bemerkenswerte Aufschlüsse. Dazu tritt die Feststellung ihres Ursprungsgebietes hilfreich, um die Bedingungen ihrer Aufschüttung, die Untersuchung ihrer und ihres Liegenden spärlichen Fauna, um ihr Alter zu ermitteln.

Die größten Schwierigkeiten, die Verbreitung der hiehergehörigen Schotter klarzulegen, sind erstens die Möglichkeit, ja die Wahrscheinlichkeit, daß andere, ältere Schotter im Untergrunde vorhanden sind, von gleicher Herkunftsstätte (wenigstens zum Teil) und ähnlichster Beschaffenheit, so daß eine Trennung der jüngeren von den älteren nahezu unmöglich wird; und zweitens die zahlreichen Rutschungen, die, ausgelöst durch die neuere Talbildung, Schottermassen aus höheren Lagen in tiefere versetzt haben, nicht bloß um wenige Meter, sondern manchmal im Verein mit Abspülung und Abgleitung um mehrere Hunderte von Metern. Ihre formenschaffende Bedeutung im einzelnen zu würdigen, wäre eine Aufgabe für sich. Hier nur soviel, daß infolge ihrer Wirksamkeit Schotterhüllen erst nachträglich Talgehänge aus anderen, älteren Schichten ummäntelt haben und uns dann eine tiefere, ursprüngliche Aufschüttung vortäuschen; und daß die Höhen durch sie stark zerstört und abgetragen worden sind. Eigentlich nur dort, wo sie über die Insel- oder Randberge aus Kalk gebreitet wurden, haben sich ihre obersten Lagen wenigstens annähernd noch in ihrer ursprünglichen Lage erhalten. Auf den Schieferbergen fehlen sie dagegen fast ganz.[1]

Anreicherung der Quarz- gegenüber den Kristallinschottern ist nur zum Teil ursprünglich (über ihre Ursache vgl. unten p. 276), zum Teil dagegen zu erklären aus der starken Verwitterung der Silikatgesteine. Da sie besonders in den oberen Lagen vor sich ging und vermutlich auch an der Ausbildung der lehmigen und sandigen, sehr ungleich mächtigen und ungleich verbreiteten Deckschichten beteiligt war, wird der Eindruck noch verstärkt, daß das kristalline Material in den unteren Teilen der Aufschüttungen überwiegt. Im übrigen dünkt uns dies gerade sehr wahrscheinlich, wenn man, wie wir es tun, die oberen und die unteren Schotter nicht allenthalben in die gleiche Aufschüttungsperiode versetzen.

[1] Daß die Schotter auf den Schieferbergen fehlen, ist ganz merkwürdig. Während z. B. die Flächen der Tanneben östlich Peggaus weithin mit ihnen überstreut sind und ihrer auch die Kalkberge der näheren Umgebung von Graz nicht ermangeln, sucht man sie auf dem langen, aus einem prächtig entwickelten Talbecken herausgeschnittenen Zuge des Hiening nahezu vergeblich; nur ganz vereinzelt beobachtete ich hier Quarzgerölle, und auch sie, bezeichnend genug, fast ausschließlich am Hang. Vermutlich sind sie von oben herabverfrachtet worden oder herabgestiegen. Seit den Zeiten ihrer Aufschüttung sind die Schiefergesteine doch viel stärker abgespült worden als die Kalkberge. Durch die Schotterdecke hindurch gelangte das atmosphärische Wasser bei ihnen auf undurchlässigen Grund, durchfeuchtete ihn und brachte ihn zu Abwärtsbewegungen von verschiedener Geschwindigkeit. Dadurch wurde den Schottern ihre Unterlage entzogen und sie wanderten an den neu sich ausbildenden, nach unten wachsenden Hängen abwärts. Bei Kalkunterlage dagegen geriet das eindringende Wasser auf durchlässigen Boden; dessen

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Trotz alledem läßt sich doch einiges Bemerkenswerte mit Sicherheit sagen. Erstens, daß die jüngeren Schotter östlich der Mur ursprünglich nicht unter etwa 400 bis 450 *m* Meereshöhe abgelagert wurden und in ihrem Liegenden mit Vorliebe Sande weitverbreitet sind. Sande stehen auch sonst mit ihnen häufig durch Ein- und Wechsellagerungen in Verbindung, wobei sie gegen S und SO an Bedeutung zunehmen. Im übrigen ist östlich der Mur das Liegende der Schotter entweder unmittelbar das paläozoische Grundgestein oder es sind die Süßwasserschichten oder endlich auch Tegel und Lehme nachweisbar pontischen, seltener sarmatischen Alters. Die Schotter selbst können daher frühestens gleichfalls noch während des Pontikums abgelagert worden sein. Für Unterpliozän spricht auch die Fauna. Freilich wurde diese in noch sehr tiefen Horizonten gefunden. Eben deshalb ist es nicht ausgeschlossen, ja sogar wahrscheinlich, daß die höheren Schotterschichten erst während des mittleren Pliozäns aufgeschüttet wurden.[1] Denn die Gesamtmächtigkeit der Schottermasse betrug am Rand des Gebirges nördlich von Graz mindestens 400 *m*. Und das ist das Zweite. In geschlossenem Zusammenhang lassen sie sich hier allerdings kaum mehr bis zu 600 *m* Meereshöhe verfolgen, aber Schotterfetzen, sämtlich gleicher Art untereinander und gleicher Zusammensetzung wie die Hauptmasse, geleiten empor zu 700 *m* und Einzelvorkommnisse bis 800 *m*. Nichts nötigt dazu, diesen hochgelegenen und vereinzelten Schotterresten ein höheres Alter zuzuschreiben. Im Gegenteil: weiter westlich ist im N von Voitsberg der ursprüngliche Zusammenhang der niedrigeren Schotter

---

Zerstörung blieb weit geringer und damit auch die Abfuhr der hangenden Schotter. Aber gewisse Schwierigkeiten bleiben auch da noch bestehen. Vgl. Sölch J., Epigenetische Erosion und Denudation. Geol. Rdsch., IX., p. 173. Vielleicht sind bestimmte chemische Vorgänge ins Auge zu fassen, wie z. B. Cvijić gelegentlich in anderem Zusammenhange es tat. Entwicklungsgesch. des Eisernen Tors. P. M. Ergh. 160, 1908, p. 16.

[1] Wir sind leider diesbezüglich noch immer auf Vermutungen angewiesen. 1912 war ich, veranlaßt durch die Darlegungen von Bach (und ältere Beobachtungen von Peters), geneigt, die Grenze zwischen pontischen Tonen und Sanden und levantinischen Schottern schärfer zu ziehen. Speziell hatte Bach die Überreste eines Zahns von Mastodon (als Rest von *M. longir.* hatte ihn Peters seinerzeit erwähnt; meine Ausdrucksweise in Vh. D. G. T., Innsbruck, 1912, p. 132, sei damit klargestellt) *Mast. arvern.* zuweisen wollen und daran bestimmte Schlüsse über das Alter der Schotter und Sande in der Mittelsteiermark geknüpft. Allein seither hat Lóczy den Zahn neuerdings *Mast. long.* zugesprochen, Schlesinger einer Übergangsform zwischen *M. l.* und *M. a.* Ähnlich Hilber, der insbesondere betonte, daß gerade jene Schotter unmittelbar über dem Tunnel auch Reste von *Dinoth. gig.* und, wie man erst seit kurzem weiß, auch von *Acerath. incis.* enthalten. Darnach ist der Schotter der Raab-Mur-Wasserscheide, in dieser Höhe wenigstens, noch pontisch. Vgl. Hilber V., Baustufen, Paläolithikum- und Löß-Stellung. M. Geol. Ges. Wien, 1919, p. 199/200. Für die höheren Lagen, die heute nicht mehr vorhanden sind, aber einst vorhanden gewesen sein müssen (vgl. die hochgelegenen Schotter auf dem Gipfel des Wildoner Buchkogels und im Gleichenberger Vulkangebiet), möchte ich aber an einem jüngeren, also mittel- bis oberpliozänen Alter auch jetzt noch festhalten.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

mit hochgelegenen (auch hier in fast 800 *m*) kaum unterbrochen. Ganz besonders aber spricht ein morphologischer Beweisgrund für die Zusammengehörigkeit aller dieser oberen Schotter: die Anlage des heutigen Talnetzes; es ist nur durch Epigenese erklärbar und diese setzt Aufschüttung bis zu einer Höhe von mehr als 700 *m* voraus.[1]

Westlich Graz macht sich an der Grenze gegen das Florianer Hügelland eine besondere Schwierigkeit bemerkbar. Sie eindeutig zu lösen, will solange ziemlich aussichtslos erscheinen, als Fossilfunde fehlen. Hier bietet sich uns eine Gelegenheit, kurz die Zustände unserer Landschaft in dem Zeitraum zwischen dem Ältermiozän und dem Pontikum zu beleuchten.

Nach den sorgfältigen Untersuchungen älteren und jüngeren Datums besteht das Florianer Hügelland hauptsächlich aus zwei Arten von Ablagerungen: im Liegenden aus brackischen und marinen Tegeln und feinen Sanden, die nur gegen das Gebirge hin gröber werden, und im Hangenden aus Kleinschottern, Kiesen und gröberen Sanden. Gesteine anderer Art, z. B. Mergel, treten ganz in den Hintergrund. Kalke stellen sich erst in einiger Entfernung vom Gebirgsrand ein, hier dann aber in ziemlicher Ausdehnung und Mächtigkeit. Ihr bedeutendstes Gebilde ist der Wildoner Buchkogel, von dessen Höhe sie mehr als 200 *m* aufbauen, dabei in ihm gipfelnd in 551 *m* H. ü. d. M. Es sind mittelmiozäne Leithakalke, angehörig der zweiten Mediterranstufe (dem Tortonien). Als äquivalente Bildungen sind nun die oberen Florianer Schichten, die Kiese und Sande, aufzufassen. Die unteren Florianer Schichten hinwiederum gehen anscheinend über in die Mergel- und Schlierschichten, welche im S und SO unter den Leithakalken hervorkommen und sich besonders am Aufbau der mittleren Windischen Bühel beteiligen.[2] Sie sind, obwohl sie zu den oberen Schichten ziemlich enge Beziehungen haben (das ist namentlich dort der Fall, wo sie gröber ausgebildet sind), doch deutlich älterer und andersartiger Entstehung: spätestens dem Grunder Horizont gleichzusetzen, wenn nicht noch in das eigentliche Untermiozän zu stellen. Sie sind daher ungefähr gleich alt mit den ältermiozänen Süßwasserschichten: deutlich glaubt man die Zunahme der Tiefe und des Salzgehaltes jenes Gewässers zu erkennen, dessen Wellengang an den neu gebildeten Abfall schlug. Blockschotter am Saume des Gebirges, wo kräftigere Flüsse ausmünden, Schutthalden an den prallen Abfällen besonders der Kalkberge, Absätze von Süßwassertegeln und Sanden im Innern von Buchtwinkeln mit Zufuhr frischen

---

[1] Über die Epigenese vgl. Sölch, Epigen. Eros., und u.

[2] Vgl. Sölch J., Die Windischen Bühel. M. G. Ges., Wien, 1919, Sab. p. 16/7.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Wassers, Neigung hier zur Versumpfung und Vertorfung; wo das Meer breiter eindringen konnte, Absatz von Tegeln in schwach brackischem, seichterem Wasser, weiter draußen Niederschlag ähnlichen Materials in tieferem Wasser: dies alles läßt sich sehr gut zusammenbringen.

Nun wurde über die feineren unteren Schichten des Florianer Hügellandes gröberes, ja grobes Material gebreitet, das nur von fließendem Wasser herbeigeschleppt worden sein kann. Dies bedeutet, daß sich das Aufschüttungsgebiet der Festlandflüsse erheblich vergrößert hatte und meerwärts vorgerückt war. Zum größten Teil unter dem Seespiegel abgelagert, erheben sich heute die Schotter und Konglomerate aus jener Zeit zu Höhen von mehr als 600 *m*, sogar in ziemlicher Entfernung vom Gebirgsabfall. Selbst hier sind sie noch etwas von späteren tektonischen Bewegungen erfaßt worden, obwohl ihre Neigung in einem gewissen Ausmaße auch auf die ursprüngliche Deltastruktur zurückzuführen ist. Stärker waren jene aber weiter im S, in der Richtung gegen Ramschnigg- und Radelgebirge: in der Umgebung von Arnfels sind die Fallwinkel größer und zugleich auch nicht mehr so einheitlich orientiert wie nördlich davon, wo N- und NO-Fallen vorherrscht. Diese Schotterdecke aber steht in so engem Zusammenhang mit den Radelkonglomeraten, daß man sogar an ihre Gleichaltrigkeit denken konnte. Unseres Erachtens wäre jener nur etwa so zu verstehen, daß das Radelkonglomerat das Material für das vorlagernde Deltagebiet lieferte. Das Radelkonglomerat war bereits in Zerstörung begriffen, als sich die oberen Florianer Schichten bildeten: durch das Einsetzen einer Hebung war es nunmehr Zertalungsvorgängen überantwortet worden, während die Senkung des Vorlandes weiter fortschritt. Zeigen schon die liegenden Süßwasserbildungen und die brackischen Tegel und Mergel ganz erstaunliche Mächtigkeiten und trotzdem keine wesentlichen Verschiedenheiten in der Beschaffenheit ihrer unteren und oberen Partien (und das läßt sich nur bei einer lange fortdauernden, allmählichen Einkrümmung begreifen), so verrät die große Masse der Leithakalke, die sich nur in seichtem Wasser niedergeschlagen haben können, eine derartige Krustenbewegung mit untrüglicher Bestimmtheit. Eben daher die gewaltige Schotteranhäufung im S, eben daher auch das Einfallen der liegenden Mergel nordwärts.[1]

---

[1] Wie weit die Ansichten gerade hier noch auseinandergehen, zeigt uns schon folgendes: Hilber hält den Schlier für eine Entsprechung der Grunder Schichten und die Eibiswalder Schichten für älter; auf jenen lagern dann die Leithakalke, -schotter (-konglomerate) und -sande. Winkler hielt die Foraminiferenmergel (Hilbers Schlier) für älter und stellte die Konglomerate und Sande ursprünglich zur Grunder Stufe, später zur Leithastufe. Mit diesen vereinigte er auch die Blockschotter des Radel; die Eibiswalder Schichten versetzte er unter die Foraminiferenmergel. Dreger verknüpfte die Radelschichten mit gewissen Schottern der Arnfelser Gegend und hält sie für älter als die Eibiswalder Schichten, die wohl in die Grunder Stufe gehören. Ich selbst halte alle diese Bildungen für ungefähr gleich alt, zu den

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Der auffälligste geologische Zug des Florianer Hügellandes ist wohl der, daß aus ihm sarmatische Ablagerungen[1] und jüngere pontischen und levantinischen Alters bis heute noch nicht nachgewiesen sind. Im westlichen Grazer Hügelland aber haben wir die großen pliozänen Aufschüttungen, und Überreste sarmatischer Kalke und Tegel, gebildet nahe dem Seespiegel, sind in der Thaler Bucht westlich von Graz bis heute erhalten geblieben; dagegen ließen sich nirgends Äquivalente der Leithakalke, -sande und -schotter sicher beobachten. Wir stünden also vor der eigenartigen Tatsache, daß das Kainachtal eine der wichtigsten geologischen Grenzen innerhalb des Mittelsteirischen Beckens darstellte: nördlich von ihm kein Mittelmiozän, aber Reste von Obermiozän (Sarmatikum) und reichliches Pliozän, südlich von ihm dagegen reichliches Mittelmiozän, wenig Sarmatikum und kein Pliozän. Wie soll man sich dies zusammenreimen? Wir sind jetzt vor der erwähnten besonderen Schwierigkeit angekommen. Prüfen wir die einzelnen Möglichkeiten, sie zu überwinden!

Die pontischen (und jüngerpliozänen) Schotter östlich von Graz reichen, wie bemerkt, im allgemeinen nicht unter 400 *m* herab. Dürfen wir dann aber tiefer gelegenen Schotter westlich von Graz für gleichaltrig ansehen? Vollends wachsen unsere Bedenken, wenn wir berücksichtigen, daß das Sarmatikum westlich von Graz merklich höher liegt als östlich der Mur, so daß hier sogar eine tektonische Einbiegung nicht ausgeschlossen ist. Andrerseits steigen die »Leithaschotter und -sande«, d. h. die oberen Florianer Schichten südlich der Kainach auf mehr als 400 *m* — noch heute — an. Was für eine Annahme ist dann weniger gekünstelt: Die unteren Schotterlagen des westlichen Grazer Hügellandes sind eben gar nicht pontisch, sondern Äquivalente der südlich des Kainachtales anschließenden Leithastufe; oder: zwischen Mur und Kainach läuft zwischen Leithaschottern im Westen, Kongerientegeln und sarmatischen Schichten östlich der Mur eine Einfüllung pliozäner Schotter spitz gegen S bis SSO aus. Aus solchen Erwägungen heraus habe ich schon 1912 die Schotter des Kaiserwaldes als »Leithaschotter« gedeutet und möchte auch heute noch an dieser Ansicht festhalten.[2]

Ansichten F. Rolles zurückkehrend, und möchte nur die höheren Schotter und Kalke in die Leithastufe verweisen. Die Radelkonglomerate keilen anscheinend sehr rasch im Untergrund der kohleführenden Schichten von Eibiswald aus (vgl. Radimsky V., Das Wieser Bergrevier. Klagenfurt, 1875) und diese gehen weiter hinaus zu alsbald in die Foraminiferenmergel, beziehungsweise Grunder Schichten über (vgl. meine Darlegungen in der Vers. D. Natf. Ärzte, Wien, 1913, an denen ich auch heute festhalten muß).

[1] Sie überschreiten nirgends die Mur.

[2] Trotz der Bedenken, die A. Aigner in seinen »Geomorphologischen Studien über die Alpen am Rande der Grazer Bucht«, J. Geol. R. A., 1916, p. 295ff., gegen meine Auffassung (siehe diese in den Vh. 18. D. G. T. Innsbruck, 1912) erhebt. Aber Aigner bleibt die Erklärung für die Haupttatsache schuldig, die sich dann ergibt: die erwähnte Rolle der Kainachlinie. Auf die zum Teil recht fragwürdigen und in sich nicht widerspruchsfreien Einwände Aigners werde ich übrigens

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Wo sich später die wirklich pliozänen Schotter unmittelbar auf die älteren legten, wird es allerdings so gut wie unmöglich, die Grenzfläche zwischen beiden auch nur örtlich zu ermitteln, geschweige denn, in ihrer ganzen Erstreckung zu verfolgen. Nur Fossilfunde (und selbst diesen dürfte keine absolute Beweiskraft zuerkannt werden) können einen Schimmer von Licht in das Dunkel dieser Frage bringen.

Andere Überlegungen sind unserer Annahme günstig, noch andere wenigstens nicht ungünstig. Die Verhältnisse am Weitendorfer Basalt gewähren keine Entscheidung, stehen aber jedenfalls nicht im Widerspruch mit ihr. Der Basalt hat nämlich eine Decke mariner Schiefertone, Äquivalente der unteren Florianer Schichten, bei seinem Aufsteigen emporgehoben, sie aber nicht durchbrochen, er tritt daher in keine unmittelbare Beziehung zu den Schottern.[1] Wichtiger ist vielleicht nur die Tatsache, daß hier überhaupt nördlich der Kainach doch noch Marinschichten mit Schottern im Hangenden anzutreffen sind: Damit ist eine Analogie zu dem Befunde jenseits der Kainach gegeben. Sie wird noch dadurch verstärkt, daß auch in die Hangendschotter des Basaltes lehmige Partien und Sandbänke eingelagert sind und man in diesen auch hier wieder Wellungen wahrnehmen kann, alles Dinge, die zum mindesten unserer Auffassung nicht zuwiderlaufen. Noch besser würde diese gestützt, wenn sich zeigen ließe, daß auch die Schotter noch mitgehoben oder angebrannt worden seien. Bewiesen freilich auch dann nicht; denn selbst Gleichzeitigkeit der Schotterablagerung mit dem Basaltausbruch wäre dann nicht völlig von der Hand zu weisen, während freilich eher noch sarmatisches Alter für ihn in Betracht käme, da sarmatische Schotter weiter im O und SO jenseits der Mur eine nicht geringe Rolle spielen.[2] Allein immer wieder führt mich zuletzt etwas zurück, die Annahme mediterranen Alters zu bevorzugen; jetzt wiederum die Wahrscheinlichkeit, daß jüngere Nachbrüche vielleicht noch sarmatischen, wahrscheinlich frühpontischen Alters ungefähr entlang dem heutigen Murtal eine höhere Scholle westlich der Mur von einer abgesenkten östlich

---

gelegentlich ausführlicher zurückkommen. Dagegen möchte ich auf den *Murex sublavatus*, den Stur seinerzeit (Geol. v. Steiermark, p. 634) aus dem Kaiserwald erwähnt hatte und an den ich a. a. O. nebenbei erinnerte, selbst nicht allzuviel Gewicht legen. Der Begriff »Kaiserwald« war vielleicht für Stur ein anderer. Im übrigen ist ja Sarmatikum in geringer Entfernung in der Tat nachgewiesen worden.

[1] Über den Weitendorfer Basalt vgl. die zum Teil recht widerstreitenden Meinungen von J. Dreger (Vh. Geol. R. A., Wien, 1902), H. Leitmeier (N. J. Min. Geol. Pal. BB. XXVII, 1919 u. M. natw. Ver. Stm., 1910), Ohnesorge (Vh. Geol. R. A., Wien, 1909), Hilber (Zbl. Min., 1905 u. N. J. Min. etc., 1908). Trotz mehrmaligen Besuches des bekannten Steinbruchs wage ich hier eine Entscheidung derzeit nicht zu treffen.

[2] Vgl. Fabian K., Das Miozänland zwischen Mur und Stiefing bei Graz. M. natw. Ver. Steierm., 1905, ferner die Arbeiten und Mitteilungen Hilbers und in neuester Zeit besonders A. Winklers.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

scheidet.[1] Wir dürften dann die unteren Schotter des westlichen Grazer Hügellandes erst recht nicht als Äquivalente der sarmatischen Schotter im südöstlichen und im anschließenden deutschen Grabenland ansehen, sondern müßten hier ihre Entsprechungen in der Tiefe unter diesen suchen, gleichwie ja auch die Leithakalke hier unter ausgiebiger Verschüttung unten begraben liegen.[2]

Die Annahme einer Einkrümmung oder gar eines Einbruchs, die sich östlich vom Plabutsch-Buchkogelzug, vom Weitendorfer Basaltberg und vom Wildoner Buchkogel entwickelt hätte, hilft uns, einem sonst sehr berechtigten Einwand zu begegnen: Wenn wir uns scheuen, die Kainachlinie als Grenze zwischen zwei verschieden alten Schottergebilden zu betrachten, warum scheuen wir uns nicht, eine solche Grenze entlang dem Murtal zu suchen? Ist damit nicht bloß eine Verschiebung der Schwierigkeit erzielt? Abgesehen davon, daß wir ja in Wirklichkeit die Mur gar nicht als Grenze festlegen (denn wir schreiben der Schotterfüllung des westlichen Hügellandes keineswegs einheitliches Alter zu), sprechen im übrigen Höhenlage und Verbreitung der Schotterkomplexe zugunsten unserer Auffassung und gegen die andere; und eine stärkere Einbiegung östlich vom Plabutsch-Buchkogelzug erweisen jene Bohrungsergebnisse, wonach im Untergrunde des Grazer Feldes Sarmatikum erst etwa 150 *m* unter der heutigen Oberfläche (also in ungefähr 200 *m* Meereshöhe) anzustehen scheint. Auch weiter östlich reicht bei Weiz das Sarmatikum, bisweilen 100 bis 150 *m* mächtig, bis 200 *m* Meereshöhe hinab.[3] Hier liegen dann unter ihm die mächtigen Schotter älter- und mittelmiozänen Alters, die wir oben in eine Reihe mit den Eibiswalder Konglomeraten stellten.

Allein nunmehr müssen wir eine Einschränkung machen: Die oberen Partien sind vermutlich bereits oberes Mittelmiozän, beizuordnen der Leithastufe, jedoch nur schwer von den älteren zu trennen, genau so wie zwischen den Radelkonglomeraten und den Arnfelser Schottern enge Zusammenhänge bestehen. Hier, östlich der Raab, ist also die Folge ziemlich deutlich erkennbar: Mächtige älter- und mittelmiozäne Schotter unten, mächtige pliozäne Schotter oben, dazwischen bedeutende sarmatische und pontische Ablagerungen überwiegend feinerer Art. Im Untergrunde von Graz käme man unter den sarmatischen Mergeln aller Wahrscheinlichkeit nach gleichfalls in die mittelmiozänen Schotter. Westlich vom

---

[1] Auf die Bedeutung und den Verlauf solcher Brüche, beziehungsweise Abbiegungen hat neuerdings besonders A. Winkler aufmerksam gemacht und einschlägige Beobachtungen geliefert; aber schon lange vor ihm hat Hilber ähnliches erwogen.

[2] Vgl. u. a. die Auswürfe im Gleichenberger Vulkangebiet und seiner Nachbarschaft.

[3] Über Sarmatikum in der Weizer Gegend. Vgl. Granigg, a. a. O., weiter südlich Hilber, Tertiärgebiet.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Plabutsch-Buchkogelzug aber liegt alles, was sich schon vor dem jüngeren Einsinken abgelagert hatte, ein paar hundert Meter höher: das Sarmatikum in 440 bis 500 *m*, das Mediterran in 300 bis 350 *m*. Aber das Sarmatikum ist hier überhaupt schon viel schmächtiger gewesen, das Pontikum tritt gleichfalls zurück. Infolgedessen rücken die obere Grenze der unteren Schotter, die untere der oberen immer mehr zusammen, und wo das weichere Material jener Stufen ausgeräumt war, ehe sich die oberen Schotter niederschlugen, dort lagern beide Schotter unmittelbar übereinander. Vielleicht sind auch sarmatische und pontische Schotter aufgeschüttet worden; sie müßten sich dann, soweit sie erhalten blieben, zwischen die älteren und die jüngeren einschalten.[1] Obgleich auch das Bild des Entwicklungsganges dadurch noch verwickelter wird, so darf man trotzdem solche Möglichkeiten nicht aus dem Auge verlieren; denn es tut uns die Natur nicht den Gefallen, bloß Einfaches zu bieten.

Endlich aber: Wenn wir südlich der Kainach, im Florianer Hügelland, eine mittelmiozäne Einschüttung haben, seewärts abgeschlossen durch einen Kranz von Leithakalken, den man bei Wildon noch deutlich ostwärts umbiegen sieht, so muß ja doch irgendeine Entsprechung auch nördlich der Kainach vorhanden gewesen sein. Süßwassergebilde gleichen Alters als Äquivalente hier zu suchen, hätte keine Berechtigung. Wenn das Meer überhaupt hier eindrang, so kann es sich nur um Absätze von der Art der Leithasande und -schotter handeln. Wo und in welcher Höhe dann aber überhaupt der Strand des Leithameeres lag, wird sich kaum jemals so genau ermitteln lassen.[2] Östlich der Mur liegen nämlich, wie erwähnt, die Leithakalke und ihre Äquivalente weit unten in der Tiefe. Erst bei Hartberg findet man sie wieder, hier ufernah in einer Höhe von mehr als 400 *m*.[3] Im Wildoner Buchkogel dagegen erheben sie sich zu 550 *m*, und zwar obwohl sich während ihrer Bildung der Meeresgrund gesenkt haben muß. Vorausgesetzt, daß dort die Verkrümmung der Erdkruste mit dem Ende des Miozäns aufgehört hätte, müßte man den Seespiegel in rund 600 *m* Meereshöhe annehmen. Allein höher noch steigen die Arnfelser Schotter im Kreuzberg. Wir erhalten folglich für den Strand des Leithameeres im Süden sehr viel größere Höhen als im N und ganz das gleiche zeigen uns die ufernahen Bildungen des sarmatischen Meeres. Wir müssen daher mit einer späteren Schrägstellung entlang den ganzen Gebirgsrand rechnen. Annähernd ließe sich für die Gegend von Graz die Höhe der Uferlinie des Leithameeres zu rund 500 *m* Meereshöhe berechnen. Aber sie läßt sich nicht mehr beobachten, denn östlich von Graz,

---

[1] Hinweise auf die Verschiedenheit im Alter der Schotter, siehe zumal in den Arbeiten von Hilber, Sölch, Winkler.

[2] Vgl. besonders Hilber, Über das Nordufer des Miozänmeeres bei Graz. M. Geol. Ges., Wien. 1913.

[3] Hilber, Das Tertiärgebiet von Hartberg. J. Geol. R. A., Wien 1894, p. 394.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

wo sie sich deutlicher ausprägte, ist der Gebirgsabfall weit über diese Höhe hinauf von jüngeren Gebilden verhüllt, westlich von Graz hingegen konnten sich im Hintergrunde der tief eingreifenden Bucht Strandmarken etwa in Gestalt von Brandungskerben kaum entwickeln, abgesehen davon, daß nach unserer Auffassung Flüsse ihre Schotter vortrugen und dem Meere ihrerseits verwehrten, seine Wirksamkeit zu entfalten.

Nun mußten wir dann allerdings erwarten, daß die Leithaschotter zwischen Mur und Kainach bis ungefähr 500 *m* hinaufreichen, während wir vorhin ihre obere Grenzfläche in rund 400 *m* annahmen. Aber diese Zahl bezog sich auf einen schon weit gegen S vorgeschobenen Teil, und war nur gewonnen aus der Höhe, bis zu der die Leithagebilde südlich der Kainach heute emporreichen. Wissen wir aber so sicher, daß das Florianer Hügelland von allem Anfang an nicht höher war, daß die Landzerstörung bloß das gegenwärtige Talnetz einfurchte, dagegen die wasserscheidenden Hügelzüge zwar kuppte und sattelte, aber nicht wesentlich abtrug?

Daß das Florianer Hügelland früher tatsächlich zu größerer Höhe emporreichte, wird erwiesen durch die Schotterreste auf dem Gipfel des Wildoner Buchkogels, in 550 *m*.[1] Von einem Flusse herbeigeschleppt, erfordern sie eine Frachtbahn quer über das heute viel niedriger bleibende Hügelland hinweg. Wenn sie, wie wir glauben, wirklich aus dem Westrahmen des Mittelsteirischen Beckens stammen, so muß — auch hier wieder vorausgesetzt, daß stärkere Krustenbewegungen sie nicht mehr trafen — der Fluß, der sie herbeischleppte, beim Austritt aus dem Gebirge in mindestens 600 bis 650 *m* Meereshöhe geflossen sein. Bis zu dieser Höhe mußte dort der Gebirgsabfall von der Beckenfüllung verhüllt sein. Und damit stehen wir auch hier, am Westrand des Florianer Hügellandes, vor jener wichtigen, wenn nicht der wichtigsten Ursache, warum er sich trotz seines verhältnismäßig hohen Alters noch immer so auffallend jugendliche Züge erhalten hat! Seine Zerschneidung und Ausgestaltung konnten ja stets nur so weit in die Tiefe heruntergehen, als er durch die Abtragung des Vorlandes aus seiner Hülle herausgeschält wurde, und in stärkerem Ausmaß überhaupt erst wirksam werden, als dieser Vorgang schon größere Fortschritte gemacht hatte. Wieviel Zeit mußte aber darüber verstreichen!

Seit der Ablagerung der Wildoner Höhenschotter ist also das Florianer Hügelland westlich davon um mindestens 150 *m* erniedrigt

[1] Hilber erwähnte bereits 1878 (J. Geol. R. A., Wien, p. 554) »vereinzelte, aber nicht seltene Gneis- und Quarzgeschiebe« vom Wildoner Schloßberg, fügte aber ausdrücklich hinzu, daß auf dem Buchkogel nichts derartiges vorkomme. Ich habe jedoch im März 1915 auf dessen Gipfel etliche Gerölle von ganz der gleichen Art wie auf dem Schloßberg gefunden. Vgl. Sölch, Ungleichseitige Flußgebiete und Talquerschnitte. P. M. 1918, p. 254.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

worden. Wann ist das geschehen? Abermals eine schwierige Frage! Wüßten wir das Alter der Wildoner Höhenschotter eindeutig geklärt, so wäre sie leichter zu beantworten. Aber diese liegen so vereinsamt, so ohne jede Beziehung zu den Ablagerungen ringsum, daß es sich kaum jemals wird unmittelbar feststellen lassen. Nur mit gewissen Wahrscheinlichkeitsgründen läßt es sich vielleicht annähernd bestimmen. Erstens: zu einer Zeit, wo der Nordrand des Mittelsteirischen Beckens bis zu ungefähr 800 *m* verschüttet wurde, ja wo auch der Westrand bis herüber in die Gegend von Ligist noch bis zu dieser Höhe unter Schottern begraben war, mußte der Abfall des Gebirges auch weiter im S viel höher hinauf als heute von Aufschüttungen bedeckt sein. Wie könnte man es begreifen, daß die Nordhälfte des Mittelsteirischen Beckens von mehrere hundert Meter mächtigen Ablagerungen aufgefüllt wurde, die Südhälfte gar keine erhielt? Das wäre nur denkbar, wenn die Oberfläche der Südhälfte an und für sich höher gelegen, also z. B. nur sehr wenig abgetragen oder wenn sie höher gehoben gewesen wäre; und selbst dann wäre eine so scharfe Grenze zwischen beiden Räumen nicht recht verständlich, man müßte einen Übergangsgürtel erwarten. Allein dafür, daß die Landschaft im S damals soviel höher lag, dafür sind Anhaltspunkte nicht vorhanden. Es haben daher wohl den pliozänen oberen Schottern im N auch Aufschüttungen weiter im S entsprochen; nur brauchten sie hier nicht mehr so hoch hinaufzureichen. Im Gegenteil, bei ihnen derartige Höhen anzutreffen wie im N, würde überraschen, denn hier stammte weitaus der größte Teil der Auffüllung von der Mur: sie hat zuerst einen Deltakegel in das Meer hinausgebaut und darüber dann ihren Schotterfächer vorgeschoben, immer weiter und weiter, je mehr sich der pliozäne See der Pannonischen Niederung zurückzog. Vor allem der Stau, den der von ihr mitgeführte Schutt ausübte, indem er sich vor die westlichsten Ausläufer des Mittelsteirischen Beckens legte, zwang auch die dort aus dem Gebirge heraustretenden Flüsse zur Auftragung.[1] Weiter im S machte er

[1] Ich bin also noch sehr weit davon entfernt, die »Belvedereschotter« der Grazer Gegend ausschließlich auf ONO fließende Flüsse zurückzuführen, wie Hilber auf Grund einer weit weniger besagenden Äußerung von mir anzunehmen scheint. Baustufen usw., p. 299. Von den Gründen, die Hilber in derselben Abhandlung anführt, um meine Ansicht zu widerlegen, ist nur der erste stichhältig. (Ebd., p. 198f.) Allein 1912 waren die hochgelegenen Schotter der Köflacher Gegend weder ihm noch mir bekannt. Erst seither haben Aigner und ich unabhängig voneinander solche aufgefunden und davon Mitteilung gemacht. Dagegen bemerke ich zu 2, daß nur auf Karten ganz kleinen Maßstabes einzelne Flüsse in einer Ebene unmittelbar am Abfall eines Gebirges entlang zu fließen scheinen und daß zwar bei Köflach selbst der Alpenfuß noch NS streicht, aber nicht mehr auf der Linie Köflach-Gratwein, der Flußrichtung an Hilbers Beispiel, die, gegen ONO gestreckt, eben doch mit der Richtung des Abfalls zusammenfällt. Zu 3: Über die Quarze siehe unten. Zu 4: Über die Herkunftsstätte der Kieselschiefer ist allerdings nichts bekannt. Aber die einzige Angabe über anstehende Kieselschiefer bezieht sich jedenfalls auf das Murgebiet. Siehe Morlot A. v., Über die Gliederung der azoischen Abteilung des Übergangsgebirges im Murtal. Haid. Ber. III., 1848, p. 242/3, dessen

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

sich dagegen immer weniger bemerkbar und die Wasserläufe, deren Schotterführung selbst heute in der viel tieferen Lage beim Austritt in das Vorland keineswegs besonders reichlich ist, schütteten hier nicht so hoch auf wie weiter im N. Ganz dasselbe kann man erst recht östlich der Mur beobachten: die Schotter nehmen hier gegen S und SO an Mächtigkeit ab, ihre Gerölle werden kleiner und kleiner, Kiese und Sande gewinnen das Übergewicht. Gerade hier, östlich der Mur, sind aber pliozäne Schotter im Gleichenberger Vulkangebiete erhalten geblieben, in Höhen bis zu 500 *m* und noch darüber;[1] sie verraten, daß das Hügelland der Umgebung seither schon merklich tiefer gelegt worden ist, und wir brauchen uns nicht mehr darüber zu wundern, daß das Florianer Hügelland um 100 bis 150 *m* und mehr abgetragen wurde. Wir kommen darauf noch kurz zurück.

Der große Schotterfächer der Mur ist durch die Vorherrschaft der Quarzgerölle gekennzeichnet. Das hat unseres Erachtens zwei Hauptursachen. Erstens: Die Zersetzung und Zerstörung der anderen Gerölle, die weniger widerstandsfähig waren. Immer wieder kann man nämlich beobachten, wie die Quarze stets in den obersten, den Atmosphärilien jeweils am meisten ausgesetzten Schichten am stärksten angereichert sind. Hier sind zugleich wiederum Lehme weit verbreitet, vermutlich sehr oft aus der Zersetzung der anderen Gerölle hervorgegangen. Aber schon in geringer Tiefe ist das krystallinische Material reicher an der Schottergesellschaft beteiligt, und zwar, bezeichnend genug, sehr oft in der Form von Gesteinsleichen.[2] Solche trifft man jedoch, und zwar gerade im westlichen Hügelland, ganz besonders auch wiederum in verhältnismäßig tiefen Lagen an, eine Tatsache, die mir von Anfang an als ein Hauptgrund galt, diesen ein anderes, höheres Alter zuzuschreiben.[3] Zweitens: Die Aufschüttungen der Mur waren hier von Anfang an besonders reich an Quarzgeröllen. Dann, wie ich an anderer Stelle zeigen werde, entstammen sie in der Hauptsache den Schotterfüllungen der Norischen Beckenfurche, in denen gleichfalls krystallines Geröll und Quarze, aber in einem für das Krystallin weit günstigeren Verhältnis, gemischt sind. Bei der während des Pliozäns erfolgenden Ausräumung jener Becken waren die krystallinen Gerölle schon so stark verwittert, daß ihre Verfrachtung selbst

---

Angabe hiermit jedenfalls der Vergessenheit entrissen und zur Nachprüfung empfohlen werden soll. Die petrographische Verschiedenheit zwischen den Geschieben der heutigen Mur und denen des Belvedereschotters könnte nur ein Blinder bestreiten, aber sie erklärt sich aus unseren Darlegungen ohne weiteres.

[1] Nach einer freundlichen Mitteilung von A. Winkler trägt die Terrasse an der Nordwestseite der Gleichenberger Kogel gut gerundete Quarzgerölle noch in einer Höhe von 530 *m*.

[2] So nenne ich schon seit vielen Jahren die stark zersetzten Gerölle, deren Form im Gesteinsverband noch erkennbar ist, die aber sofort abbröckeln, wenn man sie anschlägt. Penck spricht ähnlich von Gesteinsskeletten.

[3] Wie auch für Stur. Vgl. Vh. G. T. Innsbruck, 1912, p. 136.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

kaum mehr über kürzere Strecken möglich war, geschweige denn bis ins Mittelsteirische Becken. Nur die festen Quarze waren frachtfähig; und wenn sich schon sonst bei der Beförderung frischen Gerölls über eine Strecke von etlichen Meilen infolge der »natürlichen Auslese« die Quarze immer mehr anreichern, so erst recht unter solchen Voraussetzungen. Endlich aber: Nicht alles Geschiebe, das dem flüchtigen Blick Quarz zu sein erscheint, erweist sich, wenn man es aufschlägt, wirklich als solcher. Die gewisse bräunlichgelbe bis bräunlichrötliche Färbung, die für ein so bezeichnendes Merkmal der Quarzschotter gilt, soll darüber nicht täuschen: sie ist auch Geröllen aus anderen Gesteinen eigen.

Und was war die Ursache dieser gewaltigen Aufschüttung aber, die ihre Entsprechungen am ganzen Gebirgsrand bis hinüber in die Gegend von Friedberg hat? Ausräumung der Norischen Furche, Auffüllung am Saum des Steirischen Randgebirges: sie beide sind Korrelate, bewirkt durch eine weiträumige Aufkrümmung der nordöstlichen Alpen und eine Einkrümmung des Mittelsteirischen Beckens einerseits und ein gleichzeitiges Ansteigen des pliozänen Seespiegels andrerseits. Jene Krustenbewegungen riefen Zerschneidung im Innern des Gebirges und Ablagerung an seinem Rande hervor, das Steigen des Sees führte zum teilweisen Untertauchen des Gebirgssaumes und zu einer Verschiebung der Ablagerungsräume gebirgswärts, in die Buchten und breiteren Talmündungen hinein. Strandmarken am Gebirgsabfall haben sich jedoch auch aus jener Zeit nicht mit Bestimmtheit nachweisen lassen, obwohl gewisse plattformartige Stufen in der Gegend von Weiz vielleicht von der Abbrandung geschaffen worden sind. In etwa 630 *m* eingekerbt, liefen sie etwa 90 *m* höher als die obersten Uferlinien des Pontischen Sees im Wiener Becken.[1] Will man sie nicht verschiedenen Seebecken oder verschiedenen Wasserständen eines einheitlichen Sees zuschreiben — und zu beiden ist kein rechter Grund vorhanden, so käme man damit zur Annahme einer späteren, sei es noch pontischen, sei es etwas jüngeren Schrägstellung entlang den Gebirgsrand zwischen seinen nordöstlichen und seinen mittleren Teilen. Wie weit sie sich nach S erstreckt hätte, wissen wir derzeit noch nicht. Die früher erwähnte Höhenspannung der Leithakalke und des Sarmatikums wäre also nur zum Teil auf vorpliozäne, zum andern vielmehr auf jene jüngere Bewegung zurückzuführen.

Und jetzt nur noch eines! Der Untergrund, über den die pliozäne Füllung gebreitet wurde, war keine Ebene, sondern ein Flachrelief, vermutlich mit breiten Tälern und niedrigen Hügeln. Das Meer war zur Zeit des oberen Sarmatikums, an der Wende zum Pontikum zurückgewichen; die Spuren seines Strandes sind

---

[1] Vgl. Hassinger H., Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens. Penck-Festbd. 1918. Bes. p. 178f., 186ff.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

viel weiter östlich erkannt worden.[1] Während dieser Festlandzeit kamen, begünstigt durch die tiefere Lage der Erosionsbasis, im Gebirge die talbildenden Vorgänge, Tiefennagung und Rückwärtsverlängerung, zu besonderer Kraft; aber die vorpontische Erosion arbeitete auch an der Ausräumung und Abtragung des trocken gewordenen Küstengürtels. Im Florianer Hügelland kann die dabei entstehende Landoberfläche nicht unter der heutigen gelegen gewesen sein (sonst müßten dem Unterschied in der Höhe jüngere Schotter entsprechen), also nicht unter 400 *m*; im westlichen Grazer Hügelland nicht unter 370 bis 380 *m*. Östlich der Mur aber haben wir in dieser Höhe bereits Kongerientegel, die weit in die Tiefe reichen: das vorpontische Relief liegt unter ihnen begraben. Als es abgesunken war, konnte das Gewässer der Pannonischen Niederung hier eindringen und die Mulde mit seinen Absätzen füllen. Erst allmählich schob sich dann das feinere und zuletzt das gröbere Material über die feinen Tegel und Tone vor.

Als sich während des mittleren und späteren Pliozäns der Pannonische See allmählich entleerte und Schritt für Schritt zurückwich und zusammenschrumpfte, begann für das Mittelsteirische Becken der letzte Abschnitt seiner Entwicklung: es entstand nunmehr sein heutiger Formenschatz. In wiederholten Phasen der Seiten- und Tiefennagung, entsprechend den einzelnen Ruhelagen der Erosionsbasis und deren immer wieder dazwischen erfolgenden abermaligen Tieferlegung, bildete sich ein Hügel- und Plattenland mit eigentümlichem Reichtum an Stufen aus. Sie begegnen uns sowohl im Längsschnitt wie im Querschnitt seiner Höhenzüge. Dagegen fehlen sie völlig den Gefällslinien der Täler: bis auf ganz wenige Ausnahmen, von denen weiter unten noch die Rede sein wird. In dem weichen Material, aus dem die Landschaft besteht, konnten die Flüsse ihr Gefälle jedesmal sehr rasch ausgleichen, sogar völlig Schritt halten mit der ihnen immer wieder erneute Tiefennagung vorschreibenden Erniedrigung der Erosionsbasis. Sehr bald konnten sie jedesmal übergehen zur Seitennagung. Ja vielleicht waren die Anforderungen an ihre Kraft selbst während der Tiefennagung in Anbetracht der geringen Widerstandsfähigkeit des Gesteins und der unbedeutenden Beträge, um welche die Erosionsbasis jeweils absank, nicht groß genug, ihre Leistungsfähigkeit vollständig zu erschöpfen; sie konnten in diesem Falle den Überschuß an Kraft bereits auf Seitennagung verwenden, sich ausschließlich dieser natürlich dann widmen, wenn die Tieferlegung erledigt war. Dabei erreichten aber die unteren Talböden in einem bestimmten Talquerschnitt unter sonst gleichen Umständen nicht mehr die Breite

[1] Vgl. besonders die Arbeiten von Winkler.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

der oberen, und bestimmte Talbreiten wanderten in den unteren Talböden nicht mehr so weit talaufwärts wie bei den oberen. Das Ergebnis wiederholter solcher Vorgänge ist eine Stufung der zwischen den Tälern gelegenen Höhenzüge im Längs- und Querschnitt, also die Entstehung von Ecken und Leisten. Es ist das eine weithin verbreitete, aber keineswegs leicht erklärbare Erscheinung. Sie tritt geradezu gesetzmäßig auf und kann daher nur mit Vorgängen normaler Talbildung in Beziehung gebracht werden; die Ecken als hochliegende Talreste aufzufassen, welche sich quer über die heutigen Kämme verbinden lassen, geht daher nicht an. Ich kann mir die bei einer solchen Erklärung notwendigen Richtungsänderungen weder vorstellen noch weniger wußte ich sie zu begründen.[1]

Wieviele solche Phasen der Tiefen-, beziehungsweise Seitennagung miteinander abwechselten, ehe der große Schotterkegel durch und durch zerschnitten und die Talbildung bis zu der gegenwärtigen Tiefe fortgeschritten war, läßt sich nicht mehr sicher bestimmen. Denn die obersten Teile der Auffüllung sind bis auf wenige kleine Reste völlig zerstört.[2] Wir können nur die Talleisten im Bereiche der zusammenhängenden Schottermassen zählen. Aber dabei bestehen zwei größere Fehlerquellen. Erstens der Wechsel von widerstandsfähigerem und weniger widerstandsfähigem Material, beziehungsweise von wasserdurchlässigem und wasserundurchlässigem, zweitens die große Rolle der Rutschungen, die übrigens ihrerseits oft mit derartigem Gesteinswechsel zusammenhängt. Die Aufschüttung besteht nämlich, wie bereits bemerkt, keineswegs ausschließlich aus Schottern, namentlich im östlichen Hügelland nicht; Sande und Kiese sind ihnen reichlich eingelagert, aber auch

---

[1] Über die Ursachen der Eckenbildung habe ich mich eingehend geäußert. Eine Frage der Talbildung, Penck-Festbd. 1918. Bald hernach hat O. Flückiger, offenbar ohne meine Arbeit zu kennen, seine morphologischen Untersuchungen am Napf veröffentlicht. Hier kommt er auch auf die »Eggen« zu sprechen, rollt jedoch das Problem nicht in seinem ganzen Umfang auf. Ich meinerseits möchte in Zukunft lieber, einem feinen Winke von J. Partsch folgend, die Mehrzahl »Ecken« statt »Ecke« bilden. Gewähren Flückigers Darlegungen keine ausreichende Erklärung, so kann ich Hilbers seither bekannt gewordener Auffassung (Baustufen usw., p. 281) unmöglich beitreten, wenn er sagt: Die Ecken seien »hochliegende Talreste, welche sich quer über die heutigen Kämme verbinden lassen, also Längsstufen« und wenn er dann die Tatsache, daß sich Eckfluren oft in Leistenfluren fortsetzen, mit Umbiegungen der Flußrichtung erklären will. Eine solche Erklärung kann in einem einzelnen Fall einmal zutreffen, sie ist unanwendbar für die Gesamtheit der hiehergehörigen Erscheinungen.

[2] Vor zehn Jahren, als die hochgelegenen Schotterreste auf dem Wildoner Buchkogel noch nicht bekannt waren, würdigte ich zwar die Größe der Schotterausräumung und der Landzerstörung im nördlichen Teile des Grazer Hügellandes, im Südosten, in der Gegend des Hochecks z. B., hielt ich sie für so unbedeutend, daß ich von »intakter Riedelfläche« sprechen zu dürfen glaubte (Vh. Innsbruck, G. T., p. 132). Das hat Aigner infolge neuer Beobachtungen mit Recht beanständet (a. a. O., p. 304). Doch bleibt die Tatsache bestehen, daß die Abtragung im Südosten viel geringfügiger ist als in der Nähe des Gebirgsrandes: Die alte Aufschüttungsoberfläche und die späteren Landoberflächen konvergieren gegen den südöstlichen Viertelkreis.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Tonschichten fehlen nicht. Wo sie sich zwischen die wasserdurchlässigen Sande oder Schotter einschalten, können sich förmliche Schichtstufen entwickeln und namentlich weiter hinüber gegen das Oststeirische Hügelland oder Deutsche Grabenland hin, wo die Schotter zurücktreten, die Lehme längere und mächtigere Zwischenlagen zwischen Sanden bilden, sind Leisten dieser Entstehungsart nichts Seltenes. Allein im Grazer Hügelland haben sie noch keine Bedeutung; sie sind örtlich beschränkt und lassen sich nicht in bestimmte Niveaus einordnen.[1] Ähnliches gilt von den Rutschungsleisten, denen man im übrigen fast mehr Wichtigkeit zuerkennen muß. Sie sind auch im reinen Schottergelände sehr häufig, aber doch auch am schönsten und zahlreichsten dort, wo Durchfeuchtung und Wasseraufsaugung eine undurchlässige Liegendschicht glitschig macht oder bewirkt, daß diese unter dem Druck der Hangendschicht ausgequetscht wird und daß damit ein größeres oder kleineres Stück des Gehänges absitzt. Dann entsteht an diesem oft ein langgestreckter Abfall, welcher rein äußerlich dem Innenhang einer Talleiste gleicht, während deren Außenkante bloß durch spätere Abfasung abgerundet zu sein scheint.

Achtet man also sorgfältig darauf, solche Fehlerquellen zu vermeiden, so bleiben immer noch genug Leisten und Ecken übrig, um eine größere Zahl von Talbildungsphasen zu bestimmen. Unter ihnen wird man jene für besonders gesichert erachten müssen, die auch im anstehenden Gestein des aus den Schottern aufragenden Untergrundes ausgebildet sind; z. B. am Osthang des Plabutsch-Buchkogelzuges. Hier ist ja die Gefahr einer Verwechslung mit Schichtstufen und Rutschungsleisten völlig ausgeschlossen. Aber dafür erhebt sich eine andere: wir haben es mit einem in Grundaufdeckung begriffenen alten Formenschatz zu tun. Wer bürgt uns dafür, daß solche Leisten und Stufen nicht dem »Vorrelief« angehören?[2] Der Zufall kann es wollen, daß eine ausgeschälte ältere Leiste, gebildet z. B. von der vorpontischen Erosion oder noch viel früher, die gleiche Höhe habe wie die neueren Leisten! Und doch verleiht ohne Zweifel eine solche Übereinstimmung der Höhen auch der Vermutung eine gewisse Stütze, daß beide gleich alt sind. Verstärkt wird diese noch dann, wenn die Leisten des betreffenden Niveaus in den Lockerstoffen besonders breit ausgeprägt sind. Denn das wäre zu erwarten: wo im festen Fels der Fluß bloß eine schmälere Leiste einnagen konnte, mußte er gleichzeitig eine breitere im weichen Material erzeugen. Gerade deshalb braucht man sich auch nicht zu wundern, wenn Systeme von weniger breiten Leisten zwar in der Beckenfüllung, wo zu ihrer Ausbildung ein kürzerer Zeitraum genügte und die Seitennagung viel früher

[1] Schon 1918 habe ich gegen Lóczys Vermutung, die Grazer Taltreppe verdanke ihre Ausbildung dem Gesteinswechsel, Stellung nehmen müssen. Eine Frage der Talbildung, p. 86.

[2] Vgl. Sölch, Epigen. Erosion, p. 174 ff.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

die Tiefennagung ablöste, anzutreffen sind, im festen Fels aber keine Entsprechung haben. Hier war eben die Frist zu kurz, als daß sie hätten herausgeschnitten werden können. Ja, man kann noch weiter gehen und umgekehrt sagen: Felsterrassen, denen keine breiteren Leisten in den Aufschüttungen entsprechen, sondern bloß schmälere oder gleich breite, erwecken den Verdacht, dem in Wiederaufdeckung begriffenen Untergrund anzugehören.

Unter solchen Umständen gewinnt nun eine Kategorie von Leisten entscheidende Bedeutung: diejenigen nämlich der epigenetischen Flußeinschnitte. Denn sie können nicht dem älteren Formenschatz angehören. Leider ist natürlich ihre Zahl stets ziemlich beschränkt, da auch hier ihre Ausbildung eine gewisse Zeit der Seitennagung voraussetzt. War diese zu kurz, so konnte bei der nächsten Tiefennagung jede Spur von ihr wieder verschwinden. Oft aber war im anstehenden Gestein die Tiefennagung noch gar nicht durch die Seitennagung, welche in der weniger widerstandsfähigen Nachbarschaft ober- und unterhalb bereits ihre Talfluren geschaffen hatte, abgelöst worden und schon begann eine neue Phase der Tiefennagung auch hier, der aber im festen Fels erst recht nur Tiefennagung entsprechen konnte. Es dauerte dann in diesem die Tiefennagung ununterbrochen fort; zu wirksamer Seitennagung konnte es nur kommen, wenn die Erosionsbasis längere Zeit in Ruhe verharrte.[1]

Untersucht man nach solchen Erwägungen die »Taltreppe« des Grazer Hügellandes,[2] so kann man mindestens zehn bis zwölf Phasen der Tiefennagung unterscheiden. Die zugehörigen Leisten im einzelnen aufzuzählen, ist hier nicht der Platz. Wir beschränken uns darauf, die Leisten beiderseits der Mur selbst in der nächsten Umgebung von Graz anzuführen und ihre absoluten und relativen Höhen über der Mur hinzuzufügen. Von den jüngsten pleistozänen und den holozänen Terrassen sehen wir dabei ab, deren hier mindestens zwei Niveaus über dem heutigen vorhanden sind;[3] wir beginnen daher die Zählung mit III.

---

[1] Wo harte Gesteinsbänke den Fluß überqueren, hat bei der jüngsten Talbildungsphase z. B. selbst ein Fluß wie die Mur ihr Gefälle noch nicht ausgeglichen.

[2] Der Name »Taltreppe« ist 1912 von Hilber eingeführt worden; aber schon Unger sprach im gleichen Sinne von einem »Treppental«; siehe dessen »Geognost. Skizze der Umgebungen von Grätz (in Schreiner, Grätz, 1843), p. 71.

[3] Kollischberg 424 *m*, Nierathberg 421 *m*, ✧ 417 südlich davon, ✧ 423 östlich der Stiefing usw. Zu untersuchen bleibt noch, inwieweit die von Hassinger (vgl. a. a. O. und dessen ältere Arbeiten) im Wiener Becken ermittelten zwölf Niveaus der pliozänen Talbildung mit denen des Mittelsteirischen Beckens übereinstimmen. Ist etwa unser Niv. VI Hassingers Niv. IV/V des Wiener Beckens gleichzusetzen?

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Örtlichkeit	Rechtes Murufer		Niveau	Linkes Murufer			Örtlichkeit
	absolute Höhe	relative Höhe		relative Höhe	absolute Höhe		
					berechnet[1]	beobachtet	
Kaiserwald	355	40	III	45	400	430	Nach Leisten im Weizbachtal (von 445 und 430 *m*) berechnet
St. Martin	413	80	IV	75	430	445	
Bischofegg	430	95	V	95	450	450—455	Abfall des Rainerkogels
Unterer Florianiberg	460	125	VI	125	480	480—485	Rosenberg
Bockkogel S	490	155	VII	155	510	510—520	Gebiet zwischen Platte und Rosenberg
Mittlerer Florianiberg	520	185	VIII	185	540	550—560	
Oberer Florianiberg	540	205	IX	210	565	580—585	Pfangberg
Kanzel, oberhalb Graz	610	250	X	250	605	620—625	Über dem Pfangberg
Buchkogel	über 650	300	XI	280	640	640—650	Platte
Mühlberg	700	340	XII	330	690	690—700	Lineck, Kalkleitenmöstl

[1] Berechnet für die Linie des heutigen Murflusses.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Zum weiteren Vergleich bringen wir noch die Leisten- und Eckhöhen beiderseits des Andritzbaches und die von uns angenommene Einordnung in die obigen Niveaus (aber ohne unmittelbare Beziehung zum heutigen Murtal):

Örtlichkeit	westlich		Niveau der Mur bei Andritz 360 *m*	östlich		Örtlichkeit
	absolute Höhe	relative Höhe		relative Höhe	absolute Höhe	
			III	50	410—415	Gelände zwischen Andritz und Kalkleitenmöstl (Schöckelaufstieg)
Rohrerbg.	440	80	IV	75	430—440	
			V	90	450	
			VI	125	485—495	
Forstbr.	510	150	VII	155	510—520	
			VIII	185	?	
			IX	205	560—570	
			X	250	610	
			XI	290	650	
			XII	330	690	

Das Lineckniveau kappt bereits anstehendes Gestein. Bei ihm muß es offen bleiben, ob es wirklich jüngerer Entstehung und nicht vielleicht eine aufgedeckte ältere Stufe ist. Erst das Pfangbergniveau hat bereits Entsprechungen auch im Schottergebiet: wir haben daher mindestens neun vor- und älterpleistozäne Phasen der Talbildung auseinanderzuhalten. Jedesmal betrug die Talvertiefung durchschnittlich 20 bis 25 *m*. Von jener sind im epigenetischen Göstinger Durchbruch durch deutliche Terrassierung sehr gut erkennbar Niv. IX und VI, noch angedeutet VIII, V, IV. Das sind tatsächlich alles Niveaus, die im benachbarten Hügelland eine große Rolle spielen. Das Niveau IX insbesondere beherrscht eine geraume Strecke die Raab-Mur-Wasserscheide, das Niveau VI die Höhen nordöstlich Wildons (siehe Note 3, p. 289). Im Zösenberger Durchbruch (Anna-, richtig Einödgraben) sind dagegen Niveau X und XI gut ausgeprägt; wir sind daher wohl berechtigt, auch das Kanzel- und das Buchkogelniveau (Platten) für jünger und nicht bloß für erneut zu halten. Dagegen dürften die zahlreichen höheren Ecken und Leisten, die sich in den Grazer Kalkbergen, zumal auch im Schöckelgebiete beobachten lassen, jener alten Landoberfläche zuzurechnen sein, die schon vor der Entstehung des heutigen Gebirgsabfalls gebildet war. Einer ihrer schönsten Überreste in der Nähe von Graz ist die Erhardhöhe, die einem bis in das Bergland westlich der Mur weitverbreiteten Niveau von 1000 bis 1100 *m*

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

angehört, mit dem Dolinental der oberen »Klamm« an ihrer Ostseite.[1]

Wäre das Gesteinsmaterial der Beckenfüllung gleichmäßig fest beschaffen, so hätte sich die »Taltreppe« viel besser erhalten: die Höhenzüge hätten ihre Plattenform, die Täler eine Art Kastenform in schärferer Ausprägung behauptet. So aber ist es umgewandelt worden in ein kuppenreiches Hügel- und Plattenland und die Seitengehänge der Täler fließen oft unmerklich in sanftem Bogen über in die Sohlen. Das gilt besonders von den kleineren Einschnitten. In den größeren dagegen schaffen die Wasserläufe, indem sie lebhafter nach der Seite arbeiten, durch Unterschneidung sehr oft einen steileren Hang über sich, der mit schärferem Fuß gegen den Talgrund absetzt. Nicht selten ist eine Ungleichseitigkeit der Talquerschnitte; und die Ungleichseitigkeit der Einzugsgebiete, vermutlich ausgelöst durch ganz geringfügige Schrägstellungen — schon solche von weniger als 1° kommen dabei in Betracht — ist eine weitverbreitete Erscheinung.[2] An der Ausbildung der Sättel und der Kuppen haben wiederum Rutschungen und Gekriech einen Hauptanteil. Jene entstehen überall dort, wo ein Graben sein Quellgebiet bis in oder gar durch die wasserscheidende Höhe hindurch treibt. Die Quellen sind ja die gefährlichsten Vorbereiter und Erzeuger aller der verschiedenen Vorgänge des Abrutschens, Abgleitens, Absitzens; in ihrer Umgebung arbeiten Verwitterung, Zersetzung, Abspülung besonders erfolgreich. Vollends dort, wo die Wasserscheide von beiden Seiten her angegriffen wird, erniedrigt sie sich rasch, und ist erst einmal ein Sattel geschaffen, so wird die Zerstörung benachbarter Kuppen alsbald auch von ihm her eingeleitet. Solange sie noch Schotterkappen tragen, leisten sie wenigstens einigen Widerstand. Allein allmählich rücken die Schotter rings um sie immer mehr abwärts, bald rascher, bald langsamer, und dann erniedrigen sie sich oft so stark, daß sie kaum mehr über die Leisten einerseits, die Sättel, beziehungsweise Ecken andrerseits aufragen. Wir dürfen das Ausmaß der Abtragung, die so geleistet wird, nicht unterschätzen. Wir brauchen nur einen Blick in den Bereich epigenetischer Denudation zu werfen, im Grazer Hügelland z. B. in den Strich zwischen Kanzel und Hoher Rannach oder bei Ligist auf die Höhe zwischen Dittenberg und Steinberg, wo die Ausräumung älterer Tiefenfurchen, die auffallend weit fortgeschritten ist, hauptsächlich durch derartige Vorgänge besorgt worden sein muß.[3]

---

[1] Gerade dieses so auffällige Niveau zwischen 1000 und 1100 *m*, dem eine ganze Reihe von Gipfeln der Grazer Kalkberge angehört, ist Hilber merkwürdigerweise entgangen. Taltreppe, p. 7/8.

[2] Vgl. Sölch, Ungleichseitige Flußgebiete und Talquerschnitte. P. M., 1918, p. 252ff.

[3] Sölch, Epigen. Erosion, p. 170ff.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Die im Gefolge dieser ganzen Entwicklung auftretende Grundaufdeckung hat bereits prächtige Ergebnisse erzielt:[1] herausgeschält aus ihrer Hülle wurden der Plabutsch-Buchkogelzug samt den zwei eingangs genannten Pässen, den letzten Überresten alter Täler, die heute im übrigen in der Tiefe versenkt liegen, und jenseits des jungen epigenetischen Durchbruchs des Göstinger Bachs die Steinberggruppe; Kreuzeck, Lercheck usw. im W, der Eggenberg im N, Lineckplatte usw. im O; endlich aber auch im Herzen von Graz der Schloßberg und der benachbarte Rainerkogel. Schon guckt über das Grazer Feld die »Klippe« des Kalvarienbergs hervor und über der Sohle des Stiftingtales kommt bereits das Felsgestein zum Vorschein, das unter den Schottern und Sanden des Lechwalds noch vergraben liegt. Je weiter sich die Mur in die Tiefe nagt, desto mehr von dem Relief des Untergrundes wird sich wieder enthüllen. In der jüngsten Phase ihrer Geschichte freilich hat sie ihre ausräumende Tätigkeit mehrmals unterbrochen und statt dessen nicht unbedeutende Mengen von Lockerstoffen auftragen. Damit ist den landformenden Kräften im Mittelsteirischen Becken ein Hauptantrieb genommen worden; aber es bleiben auch so noch genugsam Ursachen, die verhindern, daß sie ihre Arbeit völlig einstellen. Die Zerstörung des Grazer Hügellandes wird unaufhaltsam weitergehen, es müßten denn wieder einmal die aufschüttenden Vorgänge aus tektonischen oder klimatischen Ursachen ein solches Übergewicht erhalten, daß sie die Überreste der älteren Auffüllungen von neuem unter sich begraben.

[1] Ebd., p. 175f.